

Supererupciones: definición, mecanismos, productos e impacto

Supereruptions: definition, mechanisms, products and impact

WALTER BÁEZ

GEONORTE - INENCO (Universidad Nacional de Salta – CONICET). Av. Bolivia 5150, A4400FVY, Salta, Argentina.
E-mail: focobaez@hotmail.com

Resumen Los vulcanólogos fueron conscientes por primera vez de la ocurrencia de grandes erupciones explosivas a partir de los estudios realizados por el científico holandés van Bemmelen en los depósitos piroclásticos aflorantes en los alrededores del lago de Toba (Indonesia) a mediados del siglo XX. Sin embargo, la popularización del término supererupción se debe en gran parte al documental del año 2000 producido por la BBC de Londres. Lentamente el término fue aceptado por la comunidad científica hasta ser definido como una erupción de Índice de Explosividad Volcánica (IEV) 8 o más, y a un supervolcán como una estructura volcánica en la que a lo largo de su evolución ocurrió al menos una supererupción. En este capítulo se describen las estructuras volcánicas y productos asociados a las supererupciones y se discute el conocimiento actual sobre la dinámica de las mismas y sus posibles efectos en nuestra sociedad. Por otro lado, se describen los modelos actuales que explican la naturaleza de los reservorios magmáticos que alimentan las supererupciones. Finalmente, se discute sobre los tiempos de recurrencia calculados para los eventos volcánicos de gran magnitud, cómo deben ser interpretadas las señales de actividad emitidas por los supervolcanes y como estos dos aspectos influyen en nuestra capacidad de predecir dónde y cuándo ocurrirá la próxima supererupción.

Palabras clave: Cámara magmática, estilos eruptivos, monitoreo, supererupciones, supervolcanes.

Abstract *Volcanologists were first aware of the occurrence of large explosive eruptions from studies by the Dutch scientist van Bemmelen in pyroclastic deposits outcropping around Lake Toba (Indonesia) in the mid 20th century. However, the popularization of the term super eruption is largely due to the documentary produced by the BBC in 2000. The term was finally accepted by the scientific community and defined as an eruption of Volcanic Explosivity Index (VEI) 8 or higher, and a supervolcano as a volcanic structure which has undergone at least one supereruption. In this chapter, the volcanic structures and products associated with supereruptions are described and current knowledge about their dynamics and their possible effects on our society are discussed. Furthermore, there is a description of current models that explain the nature of the magma reservoirs that feed supereruptions. Finally, we discuss the time of recurrence calculated for large-scale volcanic events, how signs of activity issued by super volcanoes must be interpreted and how these two aspects influence our ability to predict where and when the next supereruption will take place.*

Keywords: *Magma chamber, eruptive styles, monitoring, supereruptions, supervolcanoes.*

INTRODUCCIÓN

El registro geológico nos muestra que a lo largo de la evolución de nuestro planeta ocurrieron erupciones volcánicas de órdenes de magnitud mayores que las observadas por cualquier ser humano desde el advenimiento de la civilización, las que constituyen una amenaza permanente para nuestra sociedad. Incluso existen hipótesis, todavía contro-

versiales, en donde este tipo de eventos podrían haber desempeñado un rol importante en la evolución de nuestra especie. Según la teoría propuesta por el científico de la Universidad de Illinois Stanley H. Ambrose en 1998 (Ambrose, 1998), la gran erupción del volcán Toba (Indonesia) hace 74 Ka¹ gene-

¹ 1Ka = Kiloaño = 1000 años

ró un cambio climático que podría haber reducido la población mundial a 10.000 o incluso unas 1.000 parejas reproductoras. Las evidencias genéticas sugieren que todos los humanos actuales, a pesar de la aparente variedad, provienen de un mismo tronco formado por una población muy pequeña, lo que apoya la teoría de Ambrose.

A pesar de que los científicos son conscientes desde hace mucho tiempo de la ocurrencia de erupciones gigantescas en el pasado geológico, el término supererupción fue popularizado luego del documental producido por la BBC de Londres en el año 2000 y lentamente se fue introduciendo en el léxico científico. En los últimos años se han realizado grandes avances respecto al entendimiento de este particular fenómeno natural, mediante el estudio de sus depósitos y realizando analogías con erupciones recientes de menor magnitud. Sin embargo, hasta el momento existen más interrogantes que respuestas relacionadas a la dinámica de las supererupciones, particularmente respecto a cuándo y dónde podría ocurrir la próxima. Las supererupciones generan estructuras volcánicas de grandes dimensiones (calderas de colapso), con emisión de enormes volúmenes de depósitos piroclásticos junto con la inyección de gases nocivos en la atmósfera. Por esta razón, los efectos de una futura supererupción podrían ser mucho mayores que los asociados a las erupciones conocidas en tiempos históricos. En este artículo veremos cómo se define una supererupción, cuáles son los procesos y mecanismos que permiten la generación de las mismas, cuáles son sus productos más frecuentes y cómo se evalúa la amenaza que representa la ocurrencia de una supererupción para la sociedad actual.

DEFINICIÓN DE LOS TÉRMINOS SUPERERUPCIÓN Y SUPERVOLCÁN

La ocurrencia de grandes erupciones explosivas en el pasado geológico fue puesta en evidencia por primera vez por van Bemmelen (1949), quien reconoció el origen volcánico de los espesos depósitos de ceniza que rodean el lago Toba, en la isla de Sumatra (Indonesia). Sin embargo, el término supererupción fue utilizado por primera vez en un texto científico en 1992 (Rampino y Self, 1992) y sólo recientemente cuenta con una definición clara. Hoy en día se asume de manera arbitraria que una su-

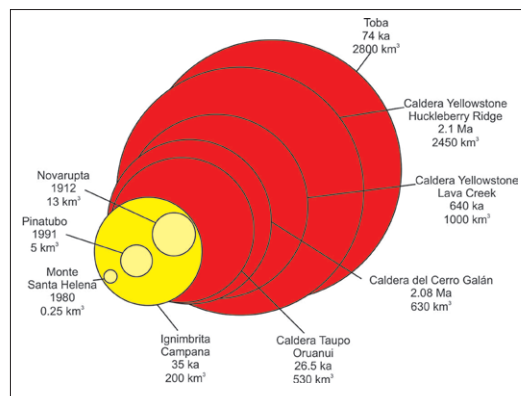


Fig. 1. Esquema donde se contrastan los volúmenes (equivalente a roca densa) emitidos por algunas supererupciones (en rojo) con los volúmenes (equivalente a roca densa) de erupciones de menor magnitud (en amarillo), algunas ocurridas en tiempos históricos (modificado de US Geological Survey webpage).

pererupción es una erupción que emitió una masa de magma igual o mayor a 1×10^{15} kg, equivalente a un volumen de ~ 450 km³ de roca densa (volumen calculado una vez eliminada la porosidad, serían unos ~ 1000 km³ de depósitos piroclásticos) y un índice de explosividad volcánica (IEV) de 8 (Sparks *et al.*, 2005) (Fig. 1). El término supererupción ha sido aplicado casi con exclusividad para erupciones explosivas desarrolladas en relativamente corto tiempo y no para erupciones efusivas mucho más longevas con generación de iguales volúmenes de lava. Un ejemplo claro del carácter arbitrario del límite para considerar una supererupción es el caso de la erupción de la ignimbrita Campana (~ 200 km³ equivalente de roca densa e IEV = 7) en la región de Nápoles, Italia. Esta erupción ocurrida hace 39 Ka constituye el evento volcánico de mayor magnitud en la región del Mediterráneo. No obstante, bajo la definición actual de supererupción no podría ser considerada como tal (ver figura 1). Por otro lado, un supervolcán puede ser definido como una estructura volcánica que al menos registra una supererupción en su evolución (Miller y Wark, 2008). En general, el término supervolcán identifica a las grandes calderas de colapso.

En la Tabla 1 se recogen datos de las principales supererupciones que aparecen en la figura 1, con links de interés para poder ampliar información en internet.

Tabla 1. Principales supererupciones ocurridas en los últimos 4 millones de años (Ma). ERD significa equivalente a roca densa.

SUPERVOLCÁN	LOCALIZACIÓN	SUPERERUPCIÓN	EDAD	VOLUMEN ERD	LINKS DE INTERÉS
Toba	Indonesia	Younger Toba Tuff	0.07 Ma	2.800 km ³	http://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=261090
Yellowstone	Estados Unidos	Huckleberry Ridge	2.10 Ma	2.450 km ³	http://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=325010
Yellowstone	Estados Unidos	Lava Creek	0.64 Ma	1000 km ³	http://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=325010
Taupo	Nueva Zelanda	Oruanui	0.02 Ma	530 km ³	http://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=241070
Whakamaru	Nueva Zelanda	Ignimbrita Whakamaru	0.25 Ma	2000 km ³	http://cdn.securepages.co.nz/~gsnz/file_downloads/fieldtrip/MP117B_FT7.pdf
Galán	Argentina	Ignimbrita Galán	2.08 Ma	630 km ³	http://volcano.oregonstate.edu/oldroot/CVZ/cerrogalan/
La Pacana	Chile	Ignimbrita Atana	4.00 Ma	1600 km ³	http://volcano.oregonstate.edu/oldroot/CVZ/lapacana/index.html

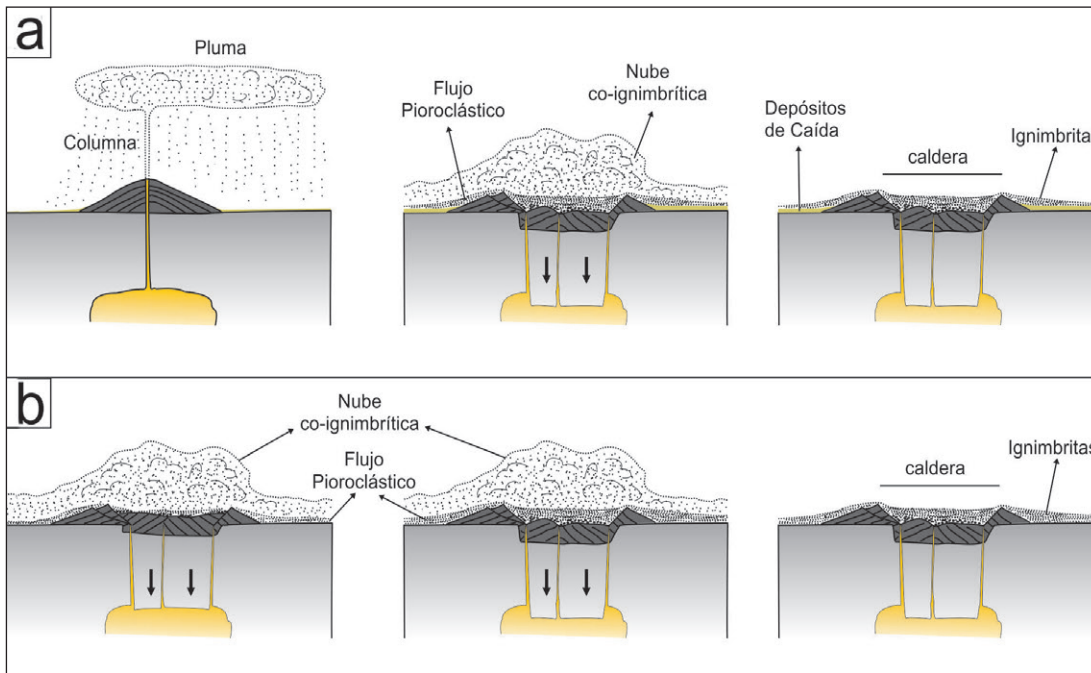


Fig. 2. a) Esquema de la evolución de una supererupción con una fase inicial pliniana y donde el colapso de la caldera ocurre durante la erupción. b) Ejemplo de una situación alternativa donde el colapso de la caldera ocurre al inicio de la erupción.

ESTILOS ERUPTIVOS, ESTRUCTURAS VOLCÁNICAS Y PRODUCTOS ASOCIADOS A LAS SUPERERUPCIONES

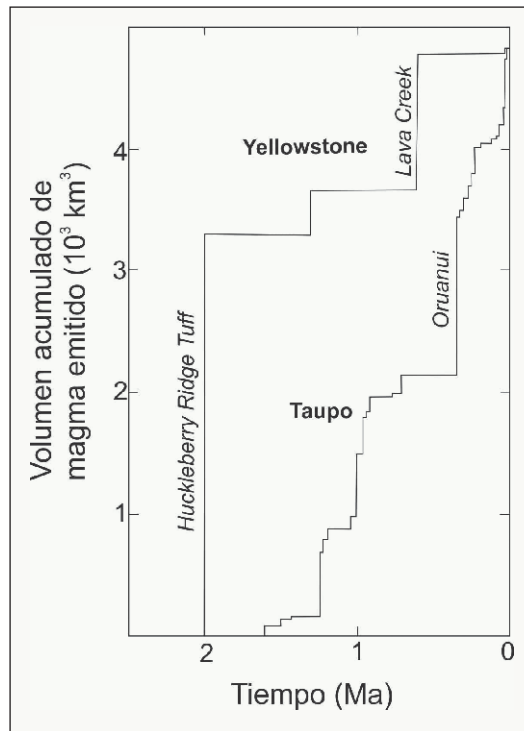
En términos de procesos físicos podríamos considerar que las supererupciones no involucran procesos nuevos que no hayan sido observados o interpretados indirectamente en las erupciones recientes de menor magnitud (Wilson, 2008). En este sentido, la diferencia fundamental sería el enorme volumen de magma involucrado en el proceso. Esta premisa nos permite extrapolar la experiencia adquirida por la comunidad científica en el estudio de las erupciones históricas a la reconstrucción de la dinámica de las supererupciones. Durante las erupciones explosivas una mezcla de magma fragmentado, líticos y gases es emitida desde el conducto a velocidades que superan los 2.000 km/h. Si suficiente aire es incorporado, la mezcla adquiere flotabilidad y asciende formando una columna eruptiva (las más grandes observadas alcanzaron alturas de ~45 km) hasta que es neutralizada y se expande lateralmente bajo el efecto del viento formando una pluma volcánica (Fig. 2a). Los fragmentos sólidos caen desde la pluma volcánica cubriendo la superficie terrestre y formando depósitos piroclásticos de caída (detalles de los tipos de depósitos piroclásticos se encuentran en Perez-Torrado y Fernandez-Turiel, 2015, en este mismo volumen).

Sin embargo, en muchas de las supererupciones mejor estudiadas, los depósitos de caída volumétricamente más importantes (> 1.000 km³, volumen total) y más ampliamente distribuidos (> 2.000 km desde la fuente) no están generados por caída desde la pluma eruptiva, sino que derivan de las nubes co-ignimbríticas asociadas a los flujos piroclásticos. Esto se debe a que las supererupciones se caracterizan por tener asociadas gran cantidad de flujos piroclásticos responsables de generar importantes depósitos de ignimbritas de cientos de metros de espesor y que cubren superficies de más de 20.000 km². La generación de los flujos piroclásticos asociados a supererupciones ocurre cuando el *momento*

vertical de la columna eruptiva es perdido antes de que la misma tenga flotabilidad, por lo que colapsa formando grandes fontanas que se expanden lateralmente bajo el efecto de la gravedad. La abundante generación de flujos piroclásticos durante las supererupciones se relaciona con la formación durante las mismas de grandes calderas de colapso (Fig. 2b). El momento del colapso de la caldera durante una erupción genera un cambio desde un conducto central (favoreciendo la flotabilidad de la pluma) hacia múltiples conductos a lo largo de fallas anulares (favoreciendo la generación de flujos piroclásticos). Sin embargo, en algunos casos una gran columna eruptiva puede ocurrir en forma simultánea con grandes volúmenes de flujos piroclásticos.

Los estudios realizados hasta el momento sugieren que existe una amplia variedad en la dinámica y estilos eruptivos de las supererupciones. Por ejemplo la erupción Oruanui (26,5 ka y ~530 km³ de magma) en Taupo, Nueva Zelanda, tiene evidencias de actividad espasmódica. Sus depósitos registran intervalos de erosión y retrabajo que indican que la erupción tuvo una serie de pulsos a gran escala con un incremento en su vigor, encadenados en un solo evento geológico que ocurrió en un lapso de tiempo de semanas (Wilson, 2001). Esta erupción comenzó con una fase asociada a un conducto central, seguida por el colapso de la caldera con desarrollo de múltiples conductos (Wilson, 2001) (ver figura 2a). En contraste, la erupción de la Ignimbrita Cerro Galán (2,08 Ma y ~630 km³ de magma), Argentina, no tiene evidencias de *hiatus* de tiempo importantes sugiriendo que ocurrió en un intervalo de tiempo relativamente corto. El colapso de la caldera ocurrió al inicio de la erupción sin una fase pliniana inicial (Cas *et al.*, 2011) (ver figura 2b). La erupción de Huckleberry Ridge Tuff (2,1 Ma y ~2450 km³ de magma) en Yellowstone, Estados Unidos, muestra evidencias de *hiatus* de tiempo, posiblemente de meses o más, lo que sugiere que se desarrolló en sucesivos pulsos o fases extendidas en el tiempo (Christiansen, 2001). Otro aspecto importante es que las supererupciones nunca ocurren aisladas en la evolución de un supervolcán, sino que siempre

Fig. 3. Diagrama donde se muestran los volúmenes acumulativos de magma emitido a lo largo del tiempo a lo largo del tiempo en Yellowstone y Taupo sólo para erupciones con colapsos de calderas (modificado de Houghton et al., 1995)



están asociadas con erupciones de menor volumen (Fig. 3). Sin embargo, la frecuencia y magnitud de estas erupciones puede variar notablemente de un supervolcán a otro (Houghton et al., 1995).

RESERVORIOS MAGMÁTICOS QUE ALIMENTAN LAS SUPERERUPCIONES

Un aspecto fundamental para la comprensión de cómo se generan las supererupciones es definir cuáles son las características de los reservorios magmáticos que las alimentan. Las supererupciones se relacionan con la acumulación en la corteza superior de grandes volúmenes de magmas evolucionados y mucho de lo que sabemos sobre las características de estos reservorios deriva del estudio de los fragmentos juveniles de los depósitos ignimbriticos. Tradicionalmente los vulcanólogos trabajaron asumiendo que las cámaras magmáticas eran grandes acumulaciones de fundidos en condiciones para ser emitidos durante una erupción volcánica. Sin embargo, en la actualidad existe cierto grado de consenso respecto a que grandes volúmenes de magma eruptable son producidos por la extracción

del líquido intersticial de los denominados “*crystal mushes*”, que representan “esponjas” magmáticas que contienen más del 50 % en volumen de cristales (Bachmann y Bergantz, 2008). Es decir que las cámaras magmáticas no están formadas por un 100 % de líquidos (magma) sino que están constituidas por zonas discretas de fundidos y un importante porcentaje de material sólido (cristales). Este modelo explica satisfactoriamente las tres tipologías principales de ignimbritas asociadas a las supererupciones como son ignimbritas zonadas, ignimbritas homogéneas ricas en cristales e ignimbritas homogéneas pobres en cristales (Fig. 4).

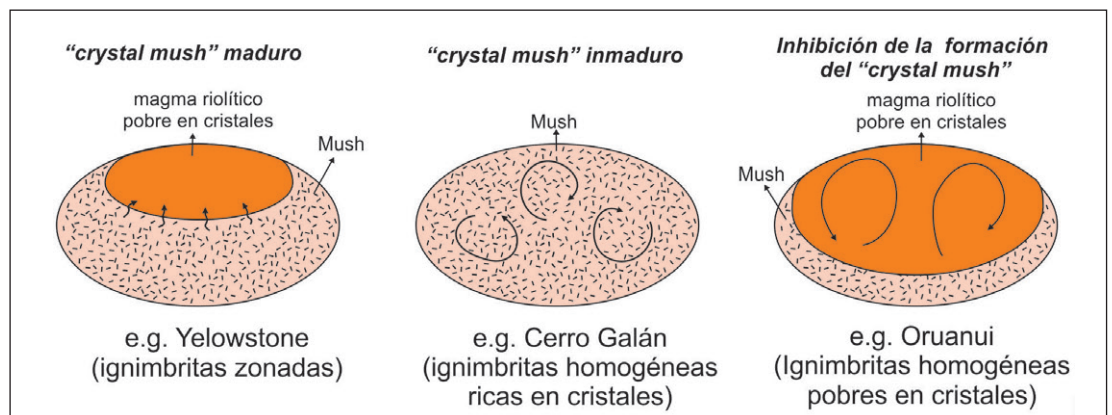
Ignimbritas zonadas. Varían de base a techo desde composiciones riolíticas pobres en cristales hacia composiciones dacíticas ricas en cristales. Estas ignimbritas representan un estado evolucionado del *mush* donde fue posible la segregación durante un largo periodo de tiempo (decenas de miles de años) en la parte superior del reservorio de un importante volumen de magma riolítico pobre en cristales (Bachmann y Bergantz, 2008). Durante la erupción la cámara se vacía progresivamente involucrando inicialmente el magma riolítico pobre en cristales y progresivamente un mayor porcentaje del *mush* rico en cristales.

Ignimbritas dacíticas homogéneas ricas en cristales. Estas ignimbritas representan un *mush* inmaduro o reactivado donde un gran porcentaje del mismo es eruptado sin la presencia de un segregado riolítico en la parte superior del reservorio (Bachmann y Bergantz, 2008). En este caso el permanente influjo de nuevo magma dentro del *mush* mantiene una agitación interna lo suficientemente efectiva para mantener al reservorio como una suspensión homogénea donde no se genera el segregado riolítico o se produce la re digestión del mismo por reactivación del *mush*.

Ignimbritas riolíticas homogéneas pobres en cristales. Estas ignimbritas representan el máximo de efectividad de la agitación del reservorio magmático cuando existe un importante flujo térmico en la corteza que promueve la generación de grandes volúmenes de magma y una vigorosa recarga del reservorio más superficial donde el volumen de magma riolítico pobre en cristales es mucho mayor y no se limita a la zona superior del reservorio (Bachmann y Bergantz, 2008)

Otro aspecto importante respecto a los reservorios asociados a supererupciones es explicar la acumulación de grandes cámaras magmáticas superficiales sin que las mismas sean drenadas antes

Fig. 4. Modelo conceptual donde se explica el origen de los diferentes tipos de ignimbritas asociadas a supererupciones en relación a las características de los reservorios magmáticos que las alimentan.



de alcanzar dimensiones gigantescas. Para que esto ocurra se requiere un elevado flujo térmico y una corteza térmicamente madura. En esta situación es posible desarrollar una reología dúctil en la roca de caja que rodea la cámara magmática lo que inhibe la propagación de fracturas y la intrusión de diques que drenen la cámara permitiendo la acumulación de grandes volúmenes de magma.

IMPACTO DE LAS SUPERERUPCIONES

Las supererupciones son uno de los pocos fenómenos naturales que pueden producir efectos a nivel global, ya que podrían generar un efecto atmosférico persistente por muchos años luego de la erupción (Self y Blake, 2008). Por otro lado, las supererupciones son fenómenos potencialmente de larga duración (varios días, semanas o tal vez años) comparadas con los *tsunamis* o terremotos que ocurren en un corto intervalo de tiempo. El impacto "local" de una supererupción sería similar al de erupciones más pequeñas pero abarcando un área significativamente mayor, posiblemente a escala continental (Fig. 5). La formación de una caldera de colapso de gran tamaño involucraría todo lo que esté en la superficie destruyendo cualquier estructura hecha por el hombre en un área de miles de kilómetros cuadrados y si se tratase de una isla volcánica el colapso podría generar también *tsunamis* (Self y Blake, 2008). Las cenizas generadas por la columna eruptiva o la nube co-ignimbrítica podrían quedar en suspensión en la atmósfera durante algunas horas o incluso días, tiempo durante el cual serían extremadamente peligrosas las operaciones aéreas y se podrían generar interrupciones en las comunicaciones satelitales (Self y Blake, 2008). Cuando este material se depositara sobre el terreno podría causar numerosos efectos: colapso de techos, daños a la producción agrícola ganadera, afección de la operatividad de las estaciones hidroeléctricas y nucleares, daños en las líneas de alta tensión, etc. (Self y Blake, 2008). Una supererupción generaría flujos piroclásticos enormes dando lugar a depósitos de decenas o centenas de metros de espesor, que cubrirían áreas de miles a decenas de miles de kilómetros cuadrados. Todas las estructuras construidas por el hombre en el camino de los flujos piroclásticos serían primero impactadas y sometidas a altas temperaturas (400-800 °C), y a continuación serían cubiertas por espesos depósitos piroclásticos. La posterior lluvia generaría flujos secundarios (*lahares*) en los sistemas fluviales, provocando el endicamiento (relleno de los cauces) de los ríos y las consiguientes rupturas laterales.

El impacto global de una supererupción se relaciona con su posible efecto en los patrones climáticos de nuestro planeta. Los depósitos generados por una supererupción podrían cubrir continentes enteros con fragmentos de pómez y ceniza riolíticos de color blanco lo que aumentaría el albedo superficial, cambiando el intercambio energético entre la atmósfera y la superficie terrestre (Self y Blake, 2008). Si una gran masa de ceniza cayera sobre una amplia región del océano podría generar una importante fertilización del mismo, causando una disminución del dióxido de carbono atmosférico. Ambos efectos tenderían a disminuir la temperatu-

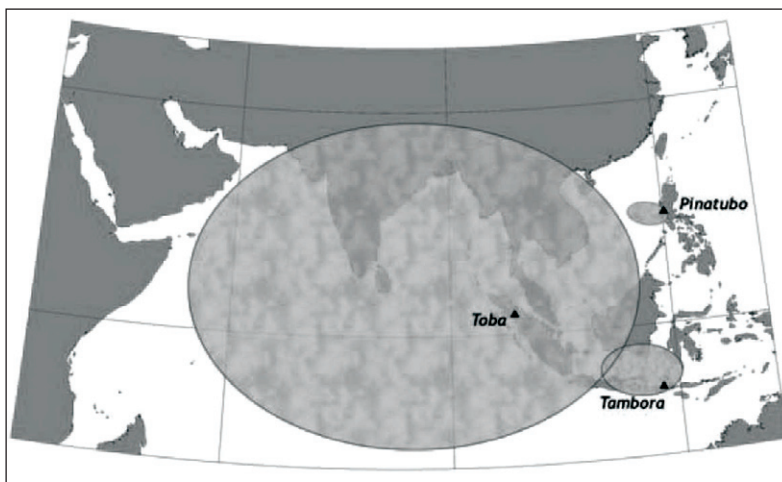
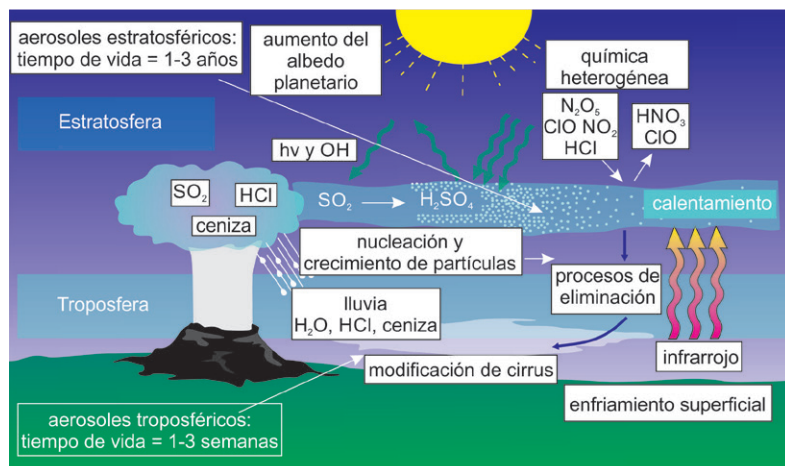


Fig. 5. Mapa donde se muestran las áreas cubiertas por ceniza volcánica (~ 1 cm de espesor) en las erupciones de Pinatubo (1991) y Tambora (1815), comparadas con el área cubierta en la supererupción de Toba (hace ~74000 años) (tomado de Self y Blake, 2008).

ra de nuestro planeta (Self y Blake, 2008). Cambios atmosféricos más directos podrían ocurrir a partir de la inyección de gases de azufre (principalmente dióxido de azufre) y aerosoles de ácido sulfúrico. El dióxido de azufre volcánico liberado en la atmósfera mediante una serie de reacciones químicas forma aerosoles de ácido sulfúrico (Fig. 6). Las gotas de aerosoles de ácido sulfúrico se congelan en la parte baja de la estratósfera donde las condiciones son muy frías (-50 °C). Los cristales formados tienen tamaños entre 0,1 a 1 µm volviéndolos muy efectivos para absorber y retro dispersar la radiación solar, con el consiguiente enfriamiento de la tropósfera y de la superficie de la Tierra (Robock, 2000). La cantidad de dióxido de azufre que podría ser liberada por una supererupción sería mucho mayor que cualquiera que haya sido liberada por una erupción histórica y podría generar una nube de aerosoles con una opacidad para la radiación solar sin precedentes, dando lugar a un "invierno volcánico" (Rampino y Self, 1992). Sin embargo, no se conoce con certeza que tan eficiente y rápida sería la conversión de gases en aerosol dentro de la atmósfera en el caso de una supererupción. Algunos trabajos sugieren que muchos más aerosoles se formarían después de una inyección masiva de dióxido de azufre, pero que las gotas serían más grandes y crecerían más rápido lo que ayudaría a la eliminación de las mismas de la estratósfera y la consiguiente reducción de su efecto en el tiempo. Otros trabajos sugieren que las reacciones químicas que forman los aerosoles a partir de una gran nube de dióxido de azufre podrían ini-

Fig. 6. Modelo conceptual donde se explican los procesos desencadenados por la inyección de gases volcánicos en la atmósfera incluyendo la formación de aerosoles de ácido sulfúrico a partir del dióxido de azufre (tomado de Self, 2006).



cialmente deshidratar la estratósfera, prolongando el tiempo en que los aerosoles se forman. Una gran incerteza respecto a esta hipótesis es la cantidad y el rol del agua inyectada en la estratósfera por la columna eruptiva. Por eso no es posible predecir con certeza cuál sería luego de una supererupción la concentración y duración de la nube de aerosoles, y por ende cuál sería su efecto en el clima de nuestro planeta.

RECURRENCIA EN EL TIEMPO DE LAS SUPERERUPCIONES

Las supererupciones ocurren de un modo extremadamente infrecuente, al menos desde la perspectiva del ser humano, con aproximadamente 1 cada 100.000 años (Self y Blake, 2008). Por otra parte, la supererupción más joven bien documentada, Oruanui en Taupo (Nueva Zelanda), ocurrió hace sólo 26.000 años. Si bien es posible que los procesos dentro de un único supervolcán puedan ser relativamente regulares (e.g. Yellowstone; Christiansen, 2001), no hay razón para pensar que las supererupciones ocurren regularmente espaciadas en el tiempo y por lo tanto no existe un valor que pueda predecir cuándo ocurrirá la próxima supererupción (Self y Blake, 2008). Por otro lado, el cálculo de la recurrencia estadística de las supererupciones se basa en el registro geológico, el cual por supuesto está muy sesgado. La buena correlación entre el volumen de las grandes erupciones y el intervalo de tiempo entre las mismas sugiere que el magma debe acumularse durante aproximadamente un millón de años antes de la erupción (Reid, 2008). Sin embargo, estudios geocronológicos enfocados en procesos dependientes del tiempo, como el crecimiento de cristales y la homogeneización composicional, indican que el tiempo necesario para acumular el magma que alimente una supererupción puede requerir un lapso de tiempo mucho menor.

MONITOREO DE SUPERVOLCANES

Muchos supervolcanes activos y extintos muestran evidencias de repetición en el tiempo de grandes erupciones (e.g. Yellowstone; Christiansen, 2001), por lo que el monitoreo de los mismos y la correcta interpretación de los fenómenos observados es un aspecto fundamental en la predicción de futuras supererupciones. Muchos supervolcanes activos han registrado rápidos ciclos de levantamiento y subsidencia de varios metros, y enjambres sísmicos repentinos, sin generación de erupciones de ningún tipo. Las explosiones freáticas son un precursor común en muchos estratovolcanes pero en el caso de las calderas estos eventos ocurren sin una subsecuente erupción. El gran desafío de los vulcanólogos es identificar cuáles de estos fenómenos son potenciales indicadores de una erupción. Uno de los mayores problemas es discernir entre las señales relacionadas con la ocurrencia de procesos tectónicos y/o hidrotermales, y las relacionadas con procesos volcánicos (Lowenstern y Hurwitz, 2008). La importancia del sistema hidrotermal no se comprende acabadamente y muchas de las señales geoquímicas y geofísicas medidas en superficie tie-

nen un origen hidrotermal o magmático modulado por los acuíferos hidrotermales. El segundo gran obstáculo que los científicos deben afrontar cuando intentan predecir la ocurrencia de un fenómeno que nunca fue observado en la historia de la humanidad, es la falta absoluta de experiencia respecto a qué señales indican la inminencia de una supererupción. Una gran erupción de un volcán vigilado geofísicamente podría ser predecible hasta cierto punto, pero la actividad precursora podría durar años, si no décadas (Lowenstern y Hurwitz, 2008). Sin embargo, la mayor dificultad sería predecir si la actividad inicial podría derivar en una fase eruptiva catastrófica. Esto podría dar lugar a falsas alarmas, donde la supererupción llegaría luego de años de actividad de menor escala. Aún más preocupante sería una situación en donde entrara en actividad un volcán que actualmente no es reconocido como un sitio potencial para la ocurrencia de una supererupción o que no cuenta con ningún tipo de monitoreo.

CONCLUSIONES

Las supererupciones representan un fenómeno natural de proporciones significativamente mayores a las de cualquier actividad volcánica histórica. Los efectos de una supererupción tendrían potencialmente un alcance global y podrían afectar seriamente a la sociedad actual. A pesar de que la probabilidad de que una supererupción ocurra en el futuro cercano es extremadamente baja, sigue siendo una amenaza permanente. En los últimos años se ha logrado avanzar en el entendimiento de la dinámica de las supererupciones y de los sistemas magmáticos que las alimentan, a partir del estudio de sus depósitos y la comparación con erupciones históricas de menor magnitud. Sin embargo, con el conocimiento actual del fenómeno no es posible saber qué tipo de señales nos podrían alertar de la inminencia de una supererupción y tampoco conocer acabadamente el alcance de los fenómenos asociados a estas erupciones, en particular el impacto a largo plazo en el clima. Por esta razón, se plantea como un gran desafío futuro para la vulcanología moderna la profundización del conocimiento respecto a los procesos y fenómenos asociados a las supererupciones.

BIBLIOGRAFÍA

- Ambrose, S. H. (1998). Late Pleistocene human population bottlenecks, volcanic winter, and differentiation of modern humans. *Journal of Human Evolution*, 34.6, 623-651.
- Bachmann, O. y Bergantz, G.W. (2008). The magma reservoirs that feed supereruptions. *Elements*, 4.1, 17-21.
- Cas, R. A., Wright, H. M., Folkes, C. B., Lesti, C., Porreca, M., Giordano, G., y Viramonte, J. G. (2011). The flow dynamics of an extremely large volume pyroclastic flow, the 2.08-Ma Cerro Galán Ignimbrite, NW Argentina, and comparison with other flow types. *Bulletin of Volcanology*, 73.10, 1583-1609.
- Houghton, B. F., Wilson, C. J. N., McWilliams, M. O., Lanphere, M. A., Weaver, S. D., Briggs, R. M., y Pringle, M. S. (1995). Chronology and dynamics of a large silicic magmatic system: central Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geology*, 23.1, 13-16.

Lowenstern, J.B. y Hurwitz, S. (2008). Monitoring a supervolcano in repose: Heat and volatile flux at the Yellowstone Caldera. *Elements*, 4.1, 35-40.

Miller, C.F. y Wark, D.A. (2008). Supervolcanoes and their supereruptions. *Elements*, 4.1, 11-16.

Oppenheimer, C. (2003). Climatic, environmental and human consequences of the largest known historic eruption: Tambora volcano (Indonesia) 1815. *Progress in Physical Geography*, 27.2, 230-259.

Perez-Torrado, F.J. y Fernandez-Turiel, J.L. (2015). Peligros asociados a los depósitos piroclásticos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23.1, 59-65.

Rampino, M. R., y Self, S. (1992). Volcanic winter and accelerated glaciation following the Toba super-eruption. *Nature*, 359, 50-52.

Reid, M. R. (2008). How long does it take to supersize an eruption? *Elements*, 4.1, 23-28.

Robock, A. (2000). Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics*, 38, 191-220.

Self, S., y Blake, S. (2008). Consequences of explosive supereruptions. *Elements*, 4.1, 41-46.

Sparks, R.S.J., Self, S., Grattan, J.P., Oppenheimer, C., Pyle, D.M., Rymer, H. (2005). *Supereruptions: global effects and future threats*. Ed. The Geological Society (Report of a Geological Society of London Working Group), 24 pp.

Van Bemmelen, R. W. (1949). Report on the volcanic activity and volcanological research in Indonesia during the period 1936-1948. *Bulletin of Volcanology*, 9.1, 3-29.

Wilson, C.J. (2001). The 26.5 ka Oruanui eruption, New Zealand: an introduction and overview. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 112, 133-174.

Wilson, C. J. (2008). Supereruptions and supervolcanoes: processes and products. *Elements*, 4.1, 29-34. ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 2 de septiembre de 2014 y aceptado definitivamente para su publicación el 18 de febrero de 2015.